

**ОСОБЕННОСТИ КОНТАКТОВЫХ ЯВЛЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ
С ДАЙКОВЫМИ ПОРОДАМИ ОСНОВНОГО, ЩЕЛОЧНОГО,
СРЕДНЕГО И КИСЛОГО СОСТАВОВ
(НА ПРИМЕРЕ ЭЛЕКМОНАРСКОГО ИНТРУЗИВНОГО МАССИВА
В ГОРНОМ АЛТАЕ)**

А. И. БАЖЕНОВ

(Представлена проф. А. М. Кузьминым)

Элекмонарский интрузивный массив занимает обширную площадь в правобережной части среднего течения р. Катунь. На юге он вскрывается долинами рек Куюма, Элекмонара и Кубы. В строении plutона отчетливо выделяются породы четырех интрузивных фаз, формирование которых разделено во времени деформационным перерывом. Петрографически эти фазы имеют следующий состав: первая (ранняя) фаза — габбро и пироксениты; вторая — диориты; третья — гранодиориты; четвертая — граниты.

Дайковая свита, генетически связанная с Элекмонарской интрузией, пользуется широким развитием и представлена следующими группами: 1. Аплиты. 2. Пегматиты. 3. Габброидные породы. 4. Кринаниты. 5. Микродиориты. 6. Диорит-порфиры. 7. Гранит-порфиры.

Немногочисленные дайки аплитов и пегматитов приурочены к участкам, занятым породами первой, второй и четвертой фаз. Встречены были сложные дайки аплитов, центральные части которых выполнены пегматитом. Изменения вмещающих их интрузивных пород проявляются в слабой эпидотизации.

Габброидные дайковые породы (норит и габбро) пространственно тяготеют к выходам пород первой интрузивной фазы. Нориты слагают мелкие жилородные тела в интрузивном габбро. Правда, в долине рч. Куюма среди сланцевой толщи известен небольшой шток норита размером $1,5 \times 0,05$ км. Описываемая порода состоит из ромбического пироксена-бронзита (60—45%)¹⁾, биотита (0—15%) и плагиоклаза № 50—52. В виде примеси присутствуют микроклин, кварц, магнетит, ильменит и апатит. Вторичные — серпентин (антигорит), роговая обманка. Контактные явления, связанные с инъекцией норита, не изучались.

Дайки габбро в виде серии сближенных тел вскрываются в долине рч. Куюм. Мощности их колеблются от 0,5 до 5 м. Габбро представляет среднезернистую мезократовую породу, обладающую габбровой струк-

¹⁾ Количественно-минералогический состав пород в объемных %.

турой и сложенную плагиоклазом (60—55%) и моноклинным пироксеном (40—45%). Акцессорные минералы — сфен, апатит, магнетит и биотит. Незонарные индивиды плагиоклаза имеют непостоянный состав от № 51 до № 59. В зонарных плагиоклазах центральные части кристаллов имеют состав № 57—59, а их периферия — № 50—52; в дайках небольшой мощности зонарность обычно отсутствует. Моноклинный пироксен слагает буроватые в шлифе зерна, часто образующие простые и полисинтетические двойники. По оптическим свойствам — $cN_g = 42^\circ$, $N_g = 1,726$, $N_p = 1,698$, $N_g - N_p = 0,028$, $2V = (+) 52^\circ - (+) 50^\circ$ — он относится к ферроавгиту [13]. Иногда отмечается слабая серпентинизация минерала. Химический состав породы приведен в табл. 1. По своим числовым характеристикам она наиболее близка составу габбро без оливина [4].

Мраморизованные известняки, вмещающие дайки, несут следы перекристаллизации. В известняках (и мраморах из приконтактовой части) содержится примесь сероводорода, выделяемого при ударах молотком. При микроскопическом изучении выявляется гранобластовая (мраморовидная) структура породы. Пелитовый материал при перекристаллизации был выжат в межзерновые пространства индивидов кальцита. Химический состав этой разности вмещающих пород приведен в табл. 1, анализ 4.

Наряду с загрязненными известняками встречаются и не содержащие примесей, отвечающие теоретическому составу кальцита (табл. 1, анализ 5).

Контактные явления, связанные со становлением даек габбро проявились особенно интенсивно и сказались как на вмещающих породах, так и на эндоконтактовой части дайки. Масштабы метасоматоза находятся в зависимости от мощности даек: контактовая зона тел мощностью более 5 м имеет ширину около 2 м, а при мощности менее 1 м она снижается до 0,4—0,5 м. Ширина полосы перекристаллизованного известняка, слагающего внешнюю кайму вокруг метасоматитов, соответственно снижается с 3 до 1 м.

Контактово-метасоматические образования отчетливо распадаются на две генетические группы, разделенные во времени деформационным перерывом. Минеральные концентрации первой группы образуют непрерывную оторочку вдоль контактов даек, в то время как минералы второй группы появляются в виде мелких секущих линзовидных и жилкообразных тел. В вещественном составе первой группы метасоматитов хорошо проявляется зональность, которая в наиболее полном виде представлена следующими зонами (от контакта дайки к периферии): 1. Скаполитовая. 2. Гроссуляровая. 3. Волластонитовая. 4. Волластонит-альбит-диопсидовая. 5. Кварцевая. Указанные ассоциации распределены неравномерно: в ореолах некоторых даек отсутствует пятая зона, реже бывает неясно выражена и четвертая.

Скаполитовая зона всегда развивается за счет дайковой породы, ширина ее обычно не превышает 0,1 м. Единственный метасоматический минерал ее — скаполит — избирательно развивается путем замещения плагиоклаза габбро. Микроскопическое изучение позволяет выявить детали механизма замещения дайковой породы. Фронт скаполитизации выражен резко. На начальной стадии скаполит появляется в виде сыпчатейших пластинок, которые затем сливаются в более крупные индивиды. Плагиоклаз, переполненный сыпью частиц скаполита, еще сохраняет свое двойниковое строение. По мере увеличения размеров скаполитовых частиц двойникование замещаемого плагиоклаза быстро затухает; размеры зерен скаполита достигают 3—4 мм. Макроскопически минерал обладает белой окраской. В шлифах он имеет слегка буроватый оттенок. Минерал одноосный, оптически положительный;

$N_o = 1,618$, $N_e = 1,600$, $N_o - N_e = 0,018$. Такое высокое светопреломление, возможно, обусловлено высоким содержанием калия, как это следует из данных химического анализа (табл. 1). Для калиевых скаполитов [12] характерны повышенные показатели преломления.

Моноклинный пироксен габбро в этих условиях обладает значительной устойчивостью. Однако он испытывает собирательную перекристаллизацию, благодаря которой возникают крупные индивиды, придающие породе пегматоидный облик. Новообразованный индивид имеет единую систему трещин спайности, но иногда в нем хорошо заметно блоковое угасание, представляющее, видимо, реликт не полностью прошедшей рекристаллизации. Одновременно с перекристаллизацией изменяется и химический состав минерала: показатели преломления его снижаются до $N_g = 1,612$, $N_p = 1,598$, что соответствует уменьшению в нем железистого компонента [2]. В более полно проработанных зонах метасоматической колонки пироксен отсутствует.

Апатит габбро в скаполитовой зоне никаких изменений не несет. Сфен также достаточно устойчив, но он испытывает грануляцию, благодаря которой кристаллы его распадаются на мелкие округлые зерна, но в распределении последних улавливается первоначальная клиновидная форма кристаллов сфена.

По-видимому, к более поздним образованиям относится плагиоклаз № 32—35, почти не задетый скаполитизацией и отличающийся своим свежим видом.

Химический состав скаполитовой породы, содержащей незначительную примесь незамещенного моноклинного пироксена, приведен в табл. 1, анализ 6.

Гроссуляровая зона в значительной своей массе сложена гранатом, замещающим скаполитовую породу и образования более внешней волластонитовой зоны. В деталях строения описываемая зона несколько неоднородна, что сказывается в содержании андрадитовой молекулы в гранате и в появлении вблизи волластонитовой зоны примеси везувина и гидрограната. Гранатовая зона резко отделена от скаполитовой и волластонитовой. Однако перед сплошным фронтом замещения в составе замещаемых минеральных ассоциаций появляются мелкие округлые зернышки граната размерами в тысячные и сотые доли мм, количество которых быстро увеличивается (на расстоянии 0,1—0,3 мм), и, сливаясь, они образуют непрерывный фронт. Реликты наиболее устойчивого минерала — ферроавгита — сохраняются на расстоянии не свыше 1—5 см от границы зоны. На некотором расстоянии (до 1—1,5 см) помимо авгита отмечаются также реликты апатита. Совершенно не проходят через фронт замещения скаполит, плагиоклаз и сфен. Изредка появляются зонарно окрашенные кристаллы граната (выделяется до 8 зон). Окраска более темных зон бурая. В пределах каждой зоны интенсивность ее к внутренней части кристалла постепенно ослабевает, а поверхность контакта двух зон покрыта бурым налетом. Агрегаты граната имеют бурую окраску, интенсивность которой заметно усиливается по направлению к дайке. В шлифах минерал оптически изотропный, но иногда отмечаются зерна, обладающие ясно выраженной анизотропией, выражающейся в появлении четырех секторных зон, угасающих попарно (например, первый и третий секторы). Химический состав гранатовой породы приведен в табл. 1 (анализ 7), причем он отвечает среднему составу метасоматита (была отобрана средняя проба).

Измерение оптических констант граната дает возможность выяснить детали изменения химического состава минерала по нормальной мощности зоны. Содержание андрадитовой молекулы в нем постепенно сни-

жается с 28% ($N = 1,780$) близ контакта со скаполитовой зоной до 15% ($N = 1,767$) близ контакта с волластонитовой.

Гидрогранат слагает оторочку некоторых идиобластов граната. В тонких срезах минерал бесцветный, оптически изотропный, обладает тем же по сравнению с гранатом показателем преломления. Гидрогранат закономерно обрастает индивидыgrossуляра, причем его внешние кристаллографические ограничения параллельны граням идиобластов последнего.

Везувиан встречен в виде нескольких бесцветных в шлифах зерен, расположенных среди гранатового агрегата.

Волластонитовая зона складывается преимущественно мономинеральным агрегатом. Размеры кристаллов и зерен этого минерала изменяются от 7×25 мм в контактовых ореолах крупных дайковых тел до 1×10 мм в контактах небольших даек. Микроскопически минерал бесцветный, слегка буроватый; $cN_p = 31^\circ$, $2V = -38^\circ$, $N_g = 1,634$, $N_p = 1,620$, $N_g - N_p = 0,014$. В виде примеси в составе зоны отмечается кальцит. Химический состав описываемой породы приведен в табл. 1, анализ 8. Граница волластонитовой зоны с grossуляровой резкая: микроскоп показывает, что практически полное замещение гранатом волластонита происходит на интервале около 0,5 мм. Мощность описываемой зоны непостоянная и не превышает 1,5 м.

Волластонит-альбит-диопсидовая зона не всегда отчетливо выражена. Она сложена тонкозернистым агрегатом, состоящим преимущественно из волластонита, в подчиненных количествах присутствуют альбит и диопсид. Мощность зоны обычно не превышает 0,1 м, около небольших дайковых тел она иногда вообще отсутствует. Волластонит по своим физико-оптическим свойствам аналогичен минералу предыдущей зоны. Диопсид образует более или менее равномерную вкрапленность в волластонитовом агрегате. В тонких срезах он бесцветный, слегка буроватый. По своим оптическим свойствам ($cN_g = 40^\circ$, $N_g = 1,698$, $N_p = 1,668$, $N_g - N_p = 0,030$, $2V = +60^\circ$) он отвечает диопсиду [2]. Альбит присутствует в количестве до 5—8% в бесцветных зернах, как правило, лишенных полисинтетического двойникования. Химический состав описываемого метасоматита приведен в табл. 1, анализ 9.

Внешнюю зону метасоматической колонки слагает кварц; она появляется лишь в случаях сравнительно малой мощности дайки. Мощность зоны обычно 0,1 м. Кварцевый метасоматит представляет тонкозернистую мономинеральную породу, сложенную кварцем, зерна которого не превышают 0,01—0,03 мм. Границы с соседними зонами очень резкие, линейные. Как показывает микроскопическое изучение, при замещении кварцевого метасоматита волластонит-альбит-диопсидовым образованием последнего развиваются в виде густой сетки прожилков, которые, сливаясь, переходят в породу, не содержащую реликтов кварца.

Описываемые контактово-метасоматические образования рассекаются жилками граната второй генерации, причем в большинстве случаев последние поражают минеральные концентрации волластонитовой зоны. Это, видимо, обусловлено благоприятными механическими свойствами волластонита, легко реагирующего на тектонические напряжения развитием систем трещин. Гранатовый метасоматит в этих условиях значительно слабее задет трещиноватостью, так как сложен механически более прочным минералом. А поэтому и жилки поздних минеральных ассоциаций в нем, как правило, отсутствуют. Макроскопически гранат обладает буровой окраской, более темной по сравнению с ранее описанной разностью. Минерал оптически изотропный, $N = 1,774$. Химический состав породы приведен в табл. 1, анализ 11. Согласно этим данным минерал относится к умеренно железистой разности изоморфного ряда grossуляра-андрадита.

Таблица 1

Химические составы дайковых, вмещающих и метасоматических пород

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	49,01	47,20	71,45	0,69	0,20	44,00	39,16	46,70	49,50	87,63	40,36
TiO ₂	0,75	0,24	сл.	—	—	0,23	0,14	сл.	—	—	0,10
Al ₂ O ₃	18,39	15,69	15,49	1,56	—	18,64	15,08	1,50	1,21	0,03	17,38
Fe ₂ O ₃	3,31	5,23	0,90	0,30	0,14	3,43	7,32	1,06	1,34	0,74	4,05
FeO	5,83	4,04	2,28	0,13	0,13	1,21	0,40	0,53	0,94	1,48	1,34
MnO	0,13	0,51	0,30	—	—	0,36	0,30	0,31	0,62	0,31	0,41
MgO	6,53	8,38	0,14	0,07	—	2,61	3,19	0,43	2,56	0,52	3,04
CaO	10,42	11,70	2,30	54,46	55,96	23,93	31,03	44,10	40,75	8,35	32,60
Na ₂ O	3,35	1,85	2,80	—	—	2,37	0,51	0,17	1,64	0,33	0,28
K ₂ O	0,50	2,78	3,83	—	—	1,14	0,90	0,25	0,17	сл.	0,11
H ₂ O+110	0,50	1,86	0,54	0,12	0,05	1,49	1,42	4,52 ¹⁾	1,04	0,38	0,60
H ₂ O—110	0,10	0,34	0,30	0,04	0,10	0,06	0,44	0,28	0,36	0,30	0,20
P ₂ O ₅	0,93	0,26	0,10	—	—	0,25	0,04	0,19	0,19	—	0,18
CO ₂				42,58	43,55	0,27					
Cl						0,16					
Сумма	99,75	100,08	100,43	99,95	100,13	100,15	99,93	100,04	100,32	100,08	100,65
Объемный вес	3,02	2,95	2,64	2,68	2,67	2,95	3,54	2,86	3,03	2,67	3,43

¹⁾ Потери при прокаливании, включая CO₂

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ анализа	S	a	b	c	Q	a:c	a'	c'	m'	f'	n	t	φ
1	58,3	8,3	24,4	8,9	—8,8	0,93	—	17,1	47,0	35,9	91,5	1,09	12,2
2	54,4	8,2	30,9	6,5	—14,0	1,26	—	25,6	46,2	28,2	50,0	0,4	1,4
3	79,2	11,3	6,9	2,7	+33,0	4,2	50,0	—	3,8	46,2	52,8	—	11,5

1. Габбро из дайки. 2. Кринанит. 8. Гранит-порфир. 4. Мраморизованный известняк, загрязненный пелитовым материалом. 5. Мраморизованный известняк, лишенный примеси обломочного материала. 6. Скаполитовый метасоматит. 7. Гранатовый метасоматит. 8. Волластонитовый метасоматит. 9. Волластонит-альбит-диопсидовый метасоматит. 10. Кварцевый метасоматит. 11. Гранатовая порода из жил. секущих более ранние контактово-метасоматические образования.

Анализы выполнены в лаборатории Томского государственного университета, аналитик А. В. Кривец.

Таблица 2

Баланс вещества (в граммах) при формировании метасоматической колонки в контактах габброидных даек (в расчете на 100 см³ породы)

	Замещение габбро скаполитовым метасоматитом		Замещение скаполитового метасоматита гранатовым		Замещение волластонитового метасоматита гранатовым		Замещение волластонит-альбит-диопсидового метасоматита волластонитовым		Замещение кварцевого метасоматита волластонит-альбит-диопсидовым		Замещение известняка кварцитом	
	привнос	вынос	привнос	вынос	привнос	вынос	привнос	вынос	привнос	вынос	привнос	вынос
SiO ₂		19,16	9,86		5,61			16,20		84,56	232,81	
TiO ₂		1,61		0,18	0,50							
Al ₂ O ₃	0,89			0,90	49,73		0,64		3,57			4,10
Fe ₂ O ₃	0,12		15,88		22,84			0,90	2,96		1,10	
FeO		14,05		2,15		0,09		1,34	0,11		3,60	
MnO	0,68			0,01	18,00			0,99	1,05		0,83	
MgO		12,01	3,52		9,99			6,52	6,36		1,20	
CaO	38,96		39,63			16,28	2,86		121,20			123,85
Na ₂ O		3,10		5,19	1,21			4,47	4,08		0,88	
K ₂ O	1,86			0,16	2,48		0,21		0,51			
H ₂ O ⁺	2,89			0,65		7,87	9,75		2,15		0,68	
CO ₂	0,80											114,16
P ₂ O ₅	2,06			0,60		0,40		0,04	0,58			
Cl	0,47											
Сумма, г	48,73	49,93	68,89	9,24	92,54	24,64	13,46	30,46	122,57	84,56	241,10	242,11
Всего		98,66		78,73		117,18		43,92		207,13		483,21

Интересно отметить, что жилки граната не прослеживаются во вмещающие известняки, что, вероятно, объясняется достаточно высокой пластичностью их благодаря прогреву в приконтактной части.

Для выяснения механизма образования пород метасоматической колонки интересный материал дает анализ парагенетических ассоциаций каждой зоны, а также их химические составы. Приведенные в работе химические анализы пересчитывались по кислородному методу Барта [14] и по методу с учетом пористости Н. И. Наковника [11], причем полученные графики оказались аналогичными; расхождения касаются лишь деталей. Баланс вещества при формировании метасоматической колонки

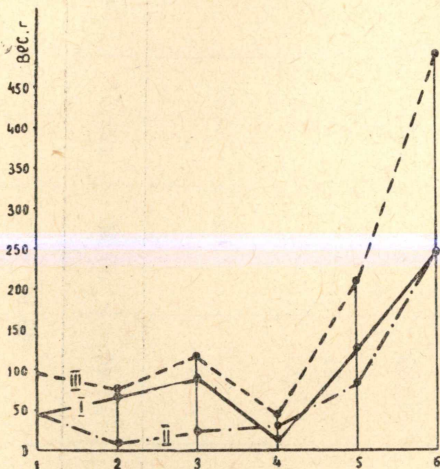


Рис. 1. Количество вещества, перемещенного при формировании зон метасоматической колонки в контактах даек габбро (в граммах на 100 см³ породы). I — привнос, II — вынос, III — суммарное количество перемещенного вещества: 1. Замещение габбро скаполитовой породой. 2. Замещение скаполитового метасоматита гранатовым. 3. Замещение волластонитового метасоматита гранатовым. 4. Замещение волластонит-альбит диопсидового метасоматита волластонитовым. 5. Замещение кварцевого метасоматита волластонит-альбит-диопсидовым. 6. Замещение известняка кварцевым метасоматитом.

приведен в табл. 2, составленной на основании пересчета химических анализов по методу с учетом пористости. Из табл. 2 хорошо видно изменение весовых количеств компонентов в процессе метасоматоза; выясняется то обстоятельство, что валовое количество привнесенного и вынесенного материала изменяется довольно закономерно и имеет не совсем обычный характер. Предполагается [8], что по мере удаления от контакта с интрузивом состав метасоматических новообразований все более приближается к химическому составу вмещающей породы и, следовательно, количество перемещенного материала должно постепенно убывать. В данном случае выясняются иные соотношения. На рис. 1 показано изменение валовых составов метасоматитов различных зон. На графике отчетливо выделяется 2 минимума — по одному в эндо- и экзоконтактных полосах. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что формирование крайних членов метасоматической колонки сопровождается увеличением перемещения вещества; особенно резко оно выражено для внешней экзоконтактной зоны (пе-

ремещается 483 г на каждые 100 см³ породы). Незначительное количество перемещенного материала при формировании волластонитовой зоны за счет волластонит-альбит-диопсидовой вероятнее всего обусловлено небольшими отличиями в их химических составах.

Изменения химизма метасоматических новообразований и направление процесса замещения иллюстрируется диаграммой состав-парагенезис (рис. 2). Из указанной диаграммы отчетливо видно закономерное изменение состава метасоматитов. Кривая, последовательно соединяющая средние составы метасоматических пород, отчетливо распадается на 2 ветви: ветвь, соответствующую эндоконтактовым образованиям, связанным с изменением дайковой породы, и ветвь, объединяющую экзоконтактовые образования, обязанные своим происхождением замещению известняка. Направление изменения химизма вновь образованных минеральных концентраций в указанных частях контактового ореола диаметрально противоположное. В эндоконтактовых образованиях по мере

приближения к вмещающим известнякам происходит закономерное увеличение содержания CaO и поэтому результирующая кривая имеет нисходящий характер, приближаясь на графике к вершине CaO . Некоторое отклонение ее к вершине Al_2O_3 обусловлено метасоматической десиликацией дайковой породы в скаполитовой зоне и в значительно меньшей степени — в гроссуляровой. Таким образом, для описываемых метасоматитов отмеченное выше выравнивание химических составов их и вмещающих пород действительно имеет место. Изменение химизма экзоконтактовых зон по мере движения от дайки к периферии ореола закономерно изменяется в направлении увеличения содержания кремнезема при одновременном снижении в метасоматических ассоциациях извести и глинозема. Поэтому результирующая кривая имеет восходящий

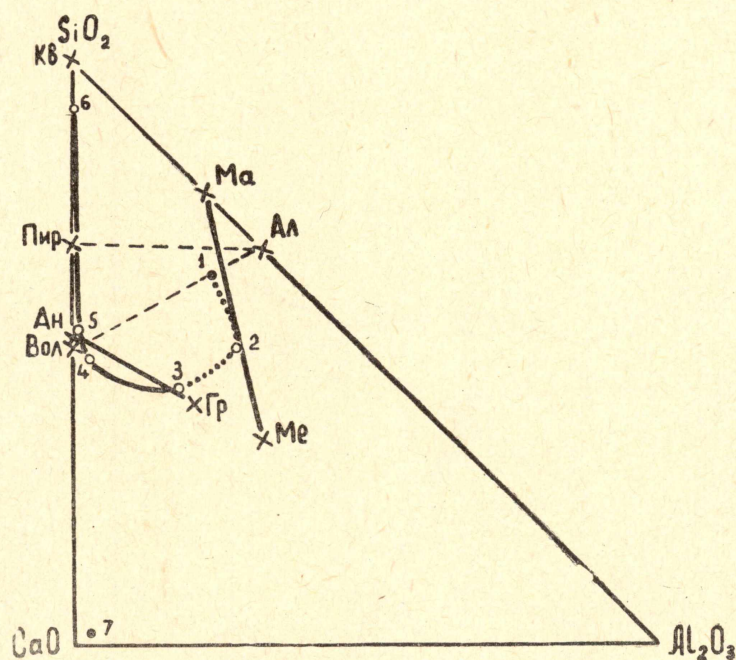


Рис. 2. Диаграмма состав-парагенезис для метасоматических образований в контактах даек габбро: 1. Габбро. 2. Скаполитовая порода. 3. Гранатовая порода. 4. Волластонитовая порода. 5. Волластонит - альбит - диопсидовая порода. 6. Кварцевая порода. 7. Известняк вмещающей толщи. Ал-альбит. Ан-андрадит. Гр-гроссуляр. Вол-волластонит. Кв-кварц. Пир-диопсид. Ма-мариалит. Ме-мейонит. Точками соединены химические составы эндоконтактовых образований, сплошной линией — составы экзоконтактовых образований.

вид. В отличие от зональности эндоконтактовой части здесь отсутствует выравнивание химических составов метасоматических новообразований с вмещающими породами. Наоборот, выявляется антагонизм в поведении CaO и SiO_2 . По мере приближения к известнякам содержание CaO в метасоматических зонах постепенно падает. Поведение кремнезема противоположное: по мере удаления от силикатной породы (в экзоконтактовой области) содержание его резко возрастает, причем во внешних зонах оно значительно превышает количество SiO_2 в габбро.

Следует остановиться на вопросе о подвижности других петрогенных элементов в процессе формирования метасоматической колонки. Из рис. 3 следует, что в отличие от кремнезема глинозем почти не выходит

за пределы эндоконтакта. Показательны отношения $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$ в породах различных зон: габбро — 0,376; скаполитовый метасоматит — 0,424; гроссуляровый — 0,386; волластонитовый — 0,032; волластонит-альбит-диопсидовый — 0,024; кварцевый — 0,000. В эндоконтактовых метасоматитах отношение $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$ более, чем в 10 раз превышает это отношение в новообразованиях, возникших за счет вмещающих известняков. Постепенно по мере приближения к внешней части ореола оно снижается до нуля. Следовательно, в эндоконтактовых образованиях отмечается десиликация пород, обусловленная более высокой подвижностью кремнезема, диффундирующего в сторону боковых пород. Относительно высокой подвижностью Fe_2O_3 обладает в гроссуляровой зоне. В миграции остальных элементов имеется много общего: содержание их посте-

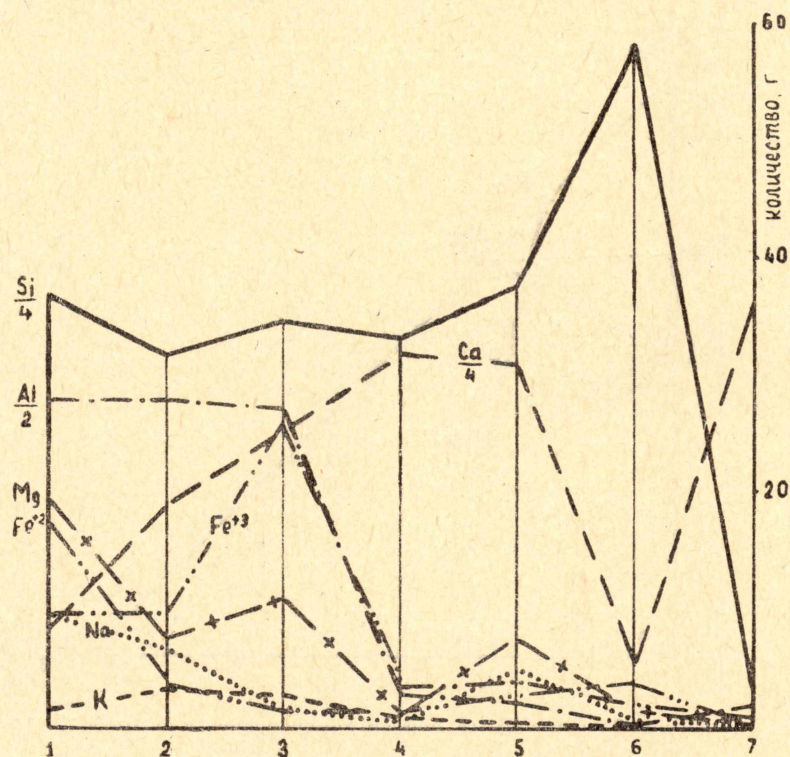


Рис. 3. Вариационная диаграмма химических составов зон метасоматической колонки в контактах даек габбро (пересчет по методу с учетом пористости): 1. Габбро. 2. Скаполитовая порода. 3. Гранатовая порода. 4. Волластонитовая порода. 5. Волластонит - альбит - диопсидовая порода. 6. Кварцевая порода. 7. Известняк вмещающей толщи.

пенно по мере удаления от дайки уменьшается. Интересная особенность подмечается на диаграмме состав-парагенезис (рис. 2) в части, касающейся химизма волластонитовой и волластонит-альбит-диопсидовой зон. Фигуративные точки последних на диаграмме располагаются сближенно, что свидетельствует о близости их составов и, видимо, является причиной незначительного перемещения материала при замещении волластонитовым агрегатом волластонит-альбит-диопсидового (рис. 1).

Контактовые явления, генетически связанные с основными породами, в геологической литературе освещаются на примерах главным образом тел сибирских траппов. Прямой параллелизации с последними провести нельзя, так как геологические позиции их и минеральные парагенезисы отличны от описываемых образований. Тем не менее в кон-

тактах тел сибирских траппов в отдельных случаях выявляется зональное расположение продуктов метасоматоза [3, 9, 10 и др.]. Более обычна зональность для контактовых зон гранитоидных массивов. Близкие по минеральному составу докарновые метасоматиты из контактов граодиоритового массива недавно были описаны автором [1].

Дайки щелочных пород, представленных кринанитом, пространственно тяготеют к площадям распространения габброидных даек и пород первой интрузивной фазы. Мощность таких даек достигает 5 м.

Микроскопически выявляется офитовая структура. Плагноклаз (50%) слагает идиоморфные индивиды; более крупные кристаллы отвечают по составу № 68—70. Периферия зонарных кристаллов имеет состав № 38. Интересно, что мелкие кристаллики его обладают тем же составом (№ 38), что, вероятно, обусловлено большой скоростью раскристаллизации магматического расплава. Моноклинный пироксен (35%) по своим оптическим свойствам ($N_g = 1,736$, $N_p = 1,708$, $N_g - N_p = 0,028$; $2V = +54^\circ$; $cN_g = 45^\circ$) относится к более железистой разновидности ферроавгита [13], чем пироксен габбро. В виде примеси присутствуют кварц и пирротин. В породе содержится около 15% серпентиноподобного почти изотропного вещества. Химический состав породы приведен в табл. 1. По числовым характеристикам она наиболее близка кринаниту [4].

Контактовое воздействие даек щелочных пород проявилось слабо, несмотря на то, что вмещающими породами является та же карбонатная толща, что и в случае габброидных тел, а пространственно те и другие дайковые образования располагаются в 30—40 м друг от друга. Известняки претерпели слабую перекристаллизацию. Мощность контактового ореола около 2—2,5 м, а метасоматических новообразований — 0,1 м. Контакты этой метасоматической зоны резкие. Метасоматит представляет плотный агрегат, окраска его зависит от примеси пелитового материала в замещаемом субстрате: при метасоматозе загрязненных разностей окраска новообразованного агрегата темно-серая, чистые разности известняков обуславливают светлую окраску. При микроскопическом изучении выявляется микрогранобластовая структура породы, сложеной тонкозернистым агрегатом кварца, среди которого распределены комковатые выделения пелитового вещества.

К наиболее поздним образованиям относятся дайки гранит-порфиров, диорит-порфириров и микродиоритов. Взаимные отношения их пока остаются неясными, так как пространственно они обычно разобщены. Мощности дайковых тел колеблются от 1 до 10 м.

Микродиорит сложен андезином и хлоритизированной и эпидотизированной роговой обманкой. Кварц относится, вероятно, к более поздним минералам и появление его сопровождается отложением клиноциозита.

Диорит-порфирит обычно слагает крупные дайки, краевые части которых представлены микродиоритом. Кроме того, среди диорит-порфирита нередко наблюдаются округлые ксенолиты (?) последнего. Структура породы порфировая с микрокристаллически зернистой структурой основной массы. Порфировые выделения представлены таблитчатыми индивидами незонарного андезина № 36-38 и округлыми корродированными зернами кварца. Бурый биотит замещен пеннином, причем, судя по форме агрегатов, биотит представляет псевдоморфозу по роговой обманке. Основная масса сложена микролитами андезина № 32-34. Акцессорные минералы — апатит и магнетит.

Особенно многочисленны и разнообразны по структурно-текстурным особенностям дайки гранит-порфиров, мощности которых изменяются от 0,3 до 5—8 м. Тела их секут и метаморфизуют дайки габбро. Наряду с порфировыми разностями в маломощных дайках и в эндоконтактовых участках мощных тел появляются слабо раскристаллизованные породы

фельзитовидного облика, не содержащие порфировых выделений. Структура породы микрографическая, порфировая с микрокристаллически зернистой микроаплитовой, микрографической, сферолитовой структурой основной массы. Порфировые выделения сложены олигоклазом № 20—22 (в других дайковых телах он иногда имеет состав № 27-29), кварцем, в некоторых разностях пород окруженные сферолитовой каемкой, и немногочисленными чешуйками бурого биотита. Акцессорные минералы — магнетит, циркон, апатит. Вторичные минералы — пеннин, замещающий биотит, и зеленая роговая обманка, слагающая лапчатые агрегаты. Сагенитовая сетка рутила, содержащаяся в биотите, хорошо сохраняется и в агрегате хлорита. Химический состав гранит-порфира (обладающего порфировой структурой с микроаплитовой структурой основной массы) приведен в табл. 1.

Контактовое воздействие различных по вещественному составу и химизму даек диорит-порфиров, микродиоритов и гранит-порфиров совершенно аналогично. Отличия проявляются лишь в его интенсивности, возрастающей в зальбандах мощных тел. Наибольшая ширина метаморфизованных карбонатных пород не превышает 2—3 м, а в подавляющем большинстве она снижается до 0,5—1 м. Характерной особенностью, отличающей ореолы поздних дайковых тел, является отсутствие даже следов метасоматических новообразований. В непосредственном контакте вмещающие породы превращены в мраморы с размером зерен до 20—30 мм, но по мере удаления от него величина последних снижается. В таких перекристаллизованных породах содержащийся в них пелитовый материал, подобно ранее описанным контактовым зонам, выжимается в межзерновые пространства, вследствие чего индивиды кальцита вырастают совершенно чистыми.

Изложенный выше фактический материал свидетельствует о следующих особенностях контактовых явлений, связанных с формированием даек различного состава.

Дайковые тела, генетически связанные с Элекмонарской интрузией, залегают на площади, сложенной карбонатными породами одной и той же свиты и часто пространственно сближены, что дает возможность сопоставить характер контактового воздействия различных генераций магматических инъекций и проследить развитие во времени метасоматических явлений. Интенсивность метасоматоза ослабевает в зальбандах поздних образований: если становление наиболее ранних даек габбро сопровождается сложным комплексом метасоматитов, то в контактах тел кринанитов развивается узкая полоска халцедоновидного кварца, а дайки микродиоритов, диорит-порфиров и гранит-порфиров не сопровождаются метасоматическим перераспределением вещества.

В пространственном размещении продуктов наиболее ранней стадии метасоматического процесса, связанного со становлением даек габбро, отчетливо выявляется зональность, выражающаяся в закономерной смене одних парагенетических ассоциаций другими с резкими границами между отдельными парагенезисами. По изменению химизма новообразованных парагенезисов, как показывает анализ диаграммы состав-парагенезис, вариационная кривая распадается на две ветви в зависимости от особенностей замещаемого материала. В эндоконтактовых образованиях выявляется тенденция к выравниванию содержаний CaO , SiO_2 и Al_2O_3 во внешних зонах с содержанием этих компонентов в прилегающем мраморе. В составе экзоконтактовых зон отчетливо проявлен антагонизм в поведении SiO_2 и CaO — по мере движения метасоматизирующих растворов и формирования внешних зон колонки содержание CaO резко снижается при соответствующем увеличении количества SiO_2 ; внешнюю часть контактового ореола слагает кварцит, почти не содержащий примеси CaO .

Изучение минералов переменного состава (особенно отчетливо это проявляется на гранате) свидетельствует о том, что в пределах зоны содержание элементов в них не сохраняется постоянным. Поэтому развитие непрерывной оторочки вокруг материнского магматического тела, отсутствие стабильности химизма минералов переменного состава [7, 8] позволяет отнести метасоматическую колонку к диффузионному типу.

Изучение контактовых ореолов дайковых тел описываемого интрузивного массива, как представляется, дает возможность выяснить вопрос о причинах слабого или совершенно не проявившегося процесса метасоматоза. Особенности вещественного состава зальбандовых частей габброидных даек, в частности, отсутствие кварцевой зоны в ряде тел большой мощности, свидетельствует о специфике физико-химических условий. Интенсивность проработки метасоматической колонки в большинстве случаев также находится в прямой связи с массой инъецированного вещества. По-видимому, на возможность выделения во вмещающие породы метасоматизирующих растворов влияет прогрев контактовой области, о чем в какой-то мере можно судить по мощности перекристаллизованных известняков. Для даек одинаковой мощности (около 2 м) ширина такой полосы снижается приблизительно в следующих размерах: габбро — 3 м, кринанит — 1,5 м, микродиорит и диорит-порфирит — 0,5 м, гранит-порфир — 0,5—0,3 м. В прямой связи с этим стоит и количество петрогенных элементов, выделяемых инъецированным магматическим расплавом. По-видимому, слабый прогрев контактовой области в значительной степени препятствовал обособлению постмагматических растворов и концентрации в последних кремнезема, содержание которого в гранит-порфире более, чем в 1,5 раза превышает количество его в габбро, и он входит в состав первой породы в свободном состоянии. Аналогичным образом ведут себя и другие элементы. С этих позиций становится понятным и появление свободного кварца в метасоматической колонке при избытке CaCO_3 и развитие халцедоновидного кварца в контактах даек кринанита, хотя казалось бы что в этих условиях должна протекать реакция $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 = \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$ с образованием силиката кальция. Волластонит относится к высокотемпературным минералам, развивающимся в условиях глубинных зон [5]. Правда, имеющиеся материалы довольно противоречивы. Так, Харкер [15] считает что уже легкое нагревание нечистых разностей известняка, содержащих SiO_2 , ведет к образованию силиката кальция. Термодинамический анализ парагенезисов волластонита с другими минералами зон принадлежит Д. С. Коржинскому [5], показавшему зависимость между появлением силиката кальция и парциальным давлением CO_2 . Недавно была приведена исправленная теоретическая кривая равновесия кальцит-волластонит [16] и отмечена возможность сосуществования CaCO_3 и SiO_2 даже в глубоких зонах метаморфоза.

В условиях контактов описываемых габброидных даек прогрев вмещающих известняков был относительно низкий (правда, достаточный для того, чтобы в эндоконтактовых частях даек пироксен, благодаря собирательной кристаллизации, образовал довольно крупные индивиды, а габбро не несло следов «закалки»). Поэтому в тех случаях, когда количество метасоматизирующих растворов, выделяющихся по мере раскристаллизации инъецированного магматического расплава и диффундирующих в боковые породы, было относительно невелико, а прогрев последних достаточно высок, в метасоматической колонке внешняя зона складывается волластонитом или ассоциацией волластонита, альбита и диопсида. В дайках небольшой мощности, особенно если обособляющиеся растворы были достаточно обильными и мигрировали за пределы прогретой области, реакция между кальцитом и кремнеземом не развивалась, а происходило замещение боковых пород (кальцита) тонкозер-

нистым агрегатом кварца, слагающим в этом случае внешнюю зону метасоматической колонки.

Аналогичное явление развивается и в контактах даек кринанита, тепловая энергия которого была значительно ниже, как об этом свидетельствует более слабая раскристаллизация приконтактовых частей. Поэтому здесь процесс воздействия магматического расплава напоминает в своих общих чертах характер метасоматоза в кварцевой зоне контактов габбро, отличаясь, видимо, лишь более низкой температурой метасоматизирующего раствора, чему соответствует халцедоновидный облик выпадающего из раствора кварца.

Магматический расплав, из которого сформировались дайки микродиорита, диорит-порфири и особенно гранит-порфира, обладал, вероятно, незначительными запасами тепла и, судя по флюктуационным структурным особенностям (закономерное расположение лейст плагиоклаза вокруг порфировых выделений кварца), эвтектоидному химическому составу (обилие микропегматитовых и сферолитовых образований), отчетливо выраженной тонкозернистости («закалке») дайковых пород в приконтактовой области, кристаллизация развивалась в условиях относительно низких температур.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. И. Баженов. О зональности доскарновых контактово-метасоматических образований на примере юго-восточной части Иедыгемского интрузивного массива в Горном Алтае. Изв. высших учебных заведений, Геология и разведка, № 1, 1962.
2. А. Н. Винчелл и Г. Винчелл. Оптическая минералогия. Изд. ИЛ, 1953.
3. В. И. Гоньшак ова. Об одном случае контактового воздействия траппов на известняки нижнего кембрия. Докл. АН СССР, т. 94, № 3, 1956.
4. А. Н. Заварицкий. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, 1955.
5. Д. С. Коржинский. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 2, 1940.
6. Д. С. Коржинский. Петрология Турьинских скарных месторождений меди. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 68, сер. рудн. м-ний, № 10, 1948.
7. Д. С. Коржинский. Различие инфильтрационной и диффузионной метасоматической зональности в отношении минералов переменного состава. Докл. АН СССР, т. 86, № 3, 1952.
8. Д. С. Коржинский. Очерк метасоматических процессов. В кн. Основные проблемы в учении о магм. м-ниях. Изд. АН СССР, 1953.
9. В. В. Ляхович. О контактовых явлениях, связанных с сибирскими траппами. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, сер. петрограф. (32), вып. 159, 1955.
10. В. Л. Масайтис. Петрология Аламджайской трапповой интрузии (бассейн р. Вилуй). Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 22, 1958.
11. Н. Н. Наковник. Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. Зап. Всес. Минер. об-ва, № 4, 1958.
12. Д. П. Сердюченко. Калиевые скаполиты из Южной Якутии. В кн. Вопросы геологии Азии, т. 2, изд. АН СССР, 1955.
13. В. Е. Трегер. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Госгеолтехиздат, 1958.
14. С. Д. Четвериков. Руководство к петрохимическим пересчетам. Госгеолтехиздат, 1956.
15. А. Харкер. Метаморфизм. ОНТИ, 1937.
16. A. G. Ellis, W. S. Fyfe. A note on the calcite-wollastonite equilibrium. Amer. Mineralogist, № 9—10, 1956.